

GÉNESIS Y EDAD DEL KARST DEL CERRO DE LA OLIVA Y LA CUEVA DEL REGUERILLO (TORRELAGUNA, MADRID)

T. Torres¹, J.E. Ortiz¹, R. Cobo², C. Puch³, R. Julià⁴, R. Grün⁵ y V. Soler⁶

¹ LEB E.T.S.I. Minas, Ríos Rosas 21, E-28003, Madrid

² CEDEX, M. Fomento. Pº Bajo Virgen del Puerto 3 E-28005 Madrid

³ INTA Carretera de Ajalvir Km. 4 28850 Torrejón de Ardoz, Madrid

⁴ IJA, C.S.I.C. Solé i Sabarís sn Zona Universitaria de Pedralbes, 08071 Barcelona.

⁵ ANU Res. School of Earth Sci. Canberra ACT 0200, Australia

⁶ IRNA, CSIC, Avda Astrofísico Fco Sánchez 3, 38206, apt 195. La Laguna (Tenerife).

RESUMEN

Esta publicación trata del estudio cronoestratigráfico del karst profundo exhumado del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid) donde se han desarrollado diversas cuevas, entre ellas la del Reguerillo. La reinterpretación y datación de la serie estratigráfica de la zona del Hundimiento, así como la de otras secciones menores, ha permitido establecer la historia geomorfológica del karst que comenzó, por lo menos, durante el Plioceno y terminó durante la base del Pleistoceno medio aunque se siguieron generando formas de reconstrucción (espeleotemas) hasta la parte alta del Pleistoceno, incluso en la actualidad. Se ha empleado una amplia serie de métodos de datación: Uranio/Torio, Resonancia de Espín Electromagnético, Racemización de Aminoácidos y dataciones paleontológicas (Vertebrados).

Palabras clave: desactivación kárstica, datación, Plioceno, Pleistoceno, U/Th, ESR, AARD.

ABSTRACT

This paper deals on the chronostratigraphical study of the exhumed underground karst of the Cerro de la Oliva (Patones, Madrid) where many caves, mainly the Reguerillo cave developed. The Hundimiento section re-interpretation and dating, as well as some other smaller sections, allowed to establish the geomorphological history of the karst which begun as soon as the Pliocene and ended at the Middle Pleistocene times though minor reconstructive forms developed until the upper part of the Upper Pleistocene- even nowadays. A wide series of dating techniques were employed: U/Thorium, Electron Spin Resonance, Amino acid racemization and vertebrate palaeontology.

Key words: karst deactivation, dating, Pliocene, Pleistocene, U/Th, ESR, AARD.

RESUME

Dans ce travail on étudie la chronostratigraphie et chronologie du développement karst profond exhumé "Cerro de la Oliva" (Patones, Madrid) où beaucoup des grottes ont été développées. Parmi ces grottes la plus importante est la grotte dite "El Reguerillo". La réinterprétation et datation de la coupe stratigraphique de l'Effondrement («Hundimiento») ainsi que d'autres coupes stratigraphiques plus réduites nous a permis d'établir l'histoire géomorphologique du karst qui est commencé, ou moins, dans le Pliocène et qui est fini à la base du Pleistocène Moyen, bien que la génération de planchers stalagmitiques sont continués jusqu'à le Pleistocène Supérieur et même jusqu'à aujourd'hui. Divers méthodes de datation ont été employées: U/Thorium, Résonance d'épaulement électromagnétique, racémisation de acides aminés et de datations paléontologiques (vertèbres).

Mots-clé: *deactivation karstique, datation, Pliocene, Pleistocene, U/Th, ESR, AARD.*

Introducción y antecedentes

La cueva del Reguerillo y, por extensión, el karst del cerro de la Oliva, constituyen el paradigma de la espeleología madrileña, lo cual resulta especialmente explicable ya que son, casi las únicas cavidades de importancia de la Autonomía, aunque existe el fenómeno singular que supone la existencia de un importante endokarst en yesos del Mioceno, que aparece cerca del pueblo de Estremera, del que es su principal exponente la cueva de Juan Fernández.

Desde los lejanos sesenta del pasado siglo, la Cueva del Reguerillo fue sinónimo de exploración y aventura para los espeleólogos madrileños y, en algunos casos, fue el talismán que nos introdujo en el embrollado laberinto del karst, vaya pues en esta introducción un sentido homenaje a todos ellos aunque, quizás de forma especial, al pretérito grupo de espeleología del Centro de Estudios Hidrográficos y, singularmente, a Ángel Hernández (1965, 1967 a,b). Con posterioridad hay algunas publicaciones que, prácticamente, se pierden en la prehistoria (Puig y Larraz, 1894) y otros, casi: Monturiol (1958,a,b, 1965), Torres (1970), Torres y Eraso (1973) Torres y Puch (1973) y Torres (1974).

El objetivo de esta publicación será, por lo tanto, realizar una descripción del "estado del arte" de los conocimientos que se poseen sobre la génesis y edad de la karstificación del cerro de la Oliva, a partir de interpretaciones nuevas.

Situación geográfica y geológica

El Cerro de la Oliva está geográficamente situado en el término municipal de Patones (Figura 1). Es un cerro más en la alineación de cerros desnudos de vegetación que, desde Torrelaguna, corren hasta Valdepeñas de la Sierra en dirección SO-NE. Todos ellos están limitados lateralmente (NO-SE) por estrechos barrancos y, en sus vertientes norte, por "hog backs" y valles escasamente funcionales, desarrollados a favor del contraste litológico entre las arenas y margas mesozoicas y las pizarras silíceas y cuarcitas paleozoicas.

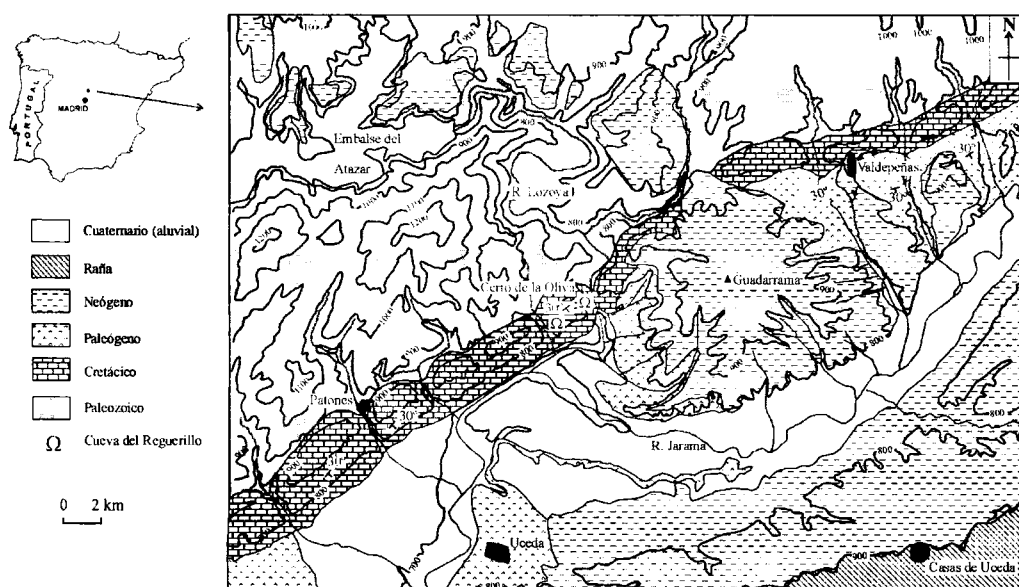


Figura 1. Situación geográfica y geológica del Cerro de la Oliva

El cerro de la Oliva está limitado al Oeste por el arroyo de Valdentes y al Este por el río Lozoya. Hacia el Sur lo limita el valle del río Jarama hacia el que desciende desde su culminación dando una cuesta regular. Se trata de una forma de pequeñas dimensiones con su eje mayor (NE-SO) de un Km. de desarrollo; su eje menor (NO-SE) tiene una longitud de unos 800 m. El máximo desnivel es de unos 200 m.

El cerro de la Oliva está marcado por dos formas dominantes: una antigua superficie plana, de erosión, que se refleja en una línea de cumbres planas, desarrollada en los materiales mesozoicos y una cuesta estructural que, desde la superficie de erosión citada, desciende hasta la llanura aluvial del río Jarama que corre a su pie.

Una forma llamativa es el cerro Guadarrama que, adosado a la banda de cerros calcáreos, los interrumpe más o menos hacia su centro y cuya altura supera ligeramente la de los cerros calizos mesozoicos.

Otras formas de relieve son las terrazas fluviales y los conos de deyección. Sistemas escalonados de terrazas fluviales se asocian al río Jarama. Se trata de terrazas asimétricas, excelentemente desarrolladas en la margen izquierda del río, prácticamente inexistentes en la margen derecha. En esta última zona, extensos conos de deyección, asociados a las desembocaduras de los barrancos que atraviesan la "orla mesozoica" de cerros calizos, componen formas características. La presencia a techo de la serie mesozoica, de niveles muy potentes de rocas carbonatadas con intercalaciones margosas, propició, y propicia, el desarrollo de procesos gravitacionales, siendo abundantes los desplomes. Entre ellos, el fenómeno más importante fue un gigantesco deslizamiento plano de los niveles superiores del Cretácico a favor de un nivel margoso.

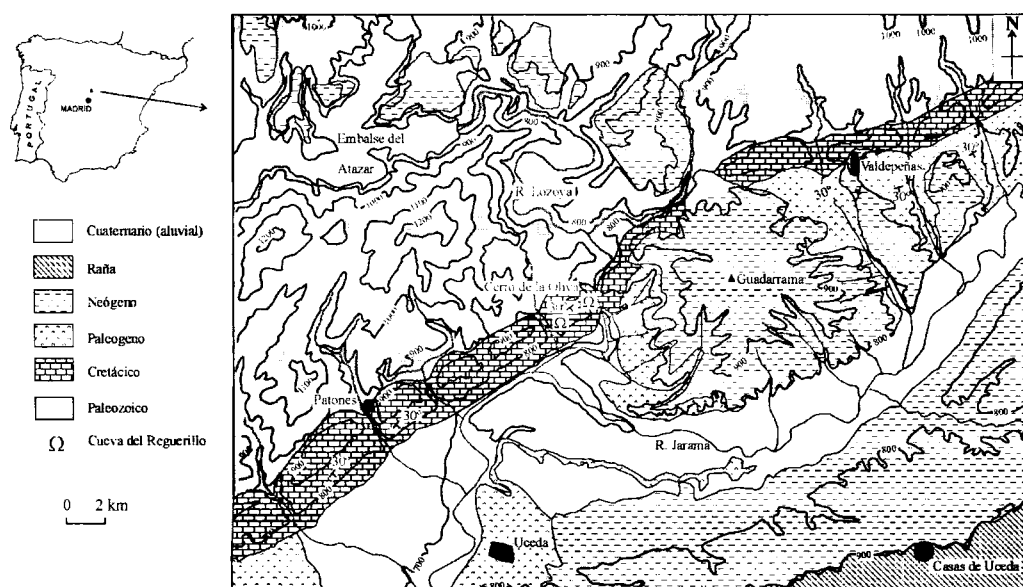


Figura 1. Situación geográfica y geológica del Cerro de la Oliva

El cerro de la Oliva está limitado al Oeste por el arroyo de Valdental y al Este por el río Lozoya. Hacia el Sur lo limita el valle del río Jarama hacia el que desciende desde su culminación dando una cuesta regular. Se trata de una forma de pequeñas dimensiones con su eje mayor (NE-SO) de un Km. de desarrollo; su eje menor (NO-SE) tiene una longitud de unos 800 m. El máximo desnivel es de unos 200 m.

El cerro de la Oliva está marcado por dos formas dominantes: una antigua superficie plana, de erosión, que se refleja en una línea de cumbres planas, desarrollada en los materiales mesozoicos y una cuesta estructural que, desde la superficie de erosión citada, desciende hasta la llanura aluvial del río Jarama que corre a su pie.

Una forma llamativa es el cerro Guadarrama que, adosado a la banda de cerros calcáreos, los interrumpe más o menos hacia su centro y cuya altura supera ligeramente la de los cerros calizos mesozoicos.

Otras formas de relieve son las terrazas fluviales y los conos de deyección. Sistemas escalonados de terrazas fluviales se asocian al río Jarama. Se trata de terrazas asimétricas, excelentemente desarrolladas en la margen izquierda del río, prácticamente inexistentes en la margen derecha. En esta última zona, extensos conos de deyección, asociados a las desembocaduras de los barrancos que atraviesan la "orla mesozoica" de cerros calizos, componen formas características. La presencia a techo de la serie mesozoica, de niveles muy potentes de rocas carbonatadas con intercalaciones margosas, propició, y propicia, el desarrollo de procesos gravitacionales, siendo abundantes los desplomes. Entre ellos, el fenómeno más importante fue un gigantesco deslizamiento plano de los niveles superiores del Cretácico a favor de un nivel margoso.

La acción antrópica está limitada al fallido intento de represar el agua del río Lozoya en su confluencia con el río Jarama mediante la presa "permeable" del Pontón de la Oliva, construida por penados durante el reinado de Isabel II y las conducciones de agua a Madrid desde la presa del Atazar.

Desde un punto de vista estratigráfico, los materiales más antiguos son pizarras, mayoritariamente silíceas, y cuarcitas del Paleozoico. Estos materiales están afectados por las deformaciones del ciclo hercínico. Portero *et al.* (1991) la sitúan en el miembro de pizarras negras homogéneas de la Formación Rodada (Ordovícico medio), aunque su litología la asemeja más al miembro de pizarras arenosas, cuarcitas y calizas de la Formación Rodada (Ordovícico superior). En cualquier caso un paleosuelo constituido por pizarras "suavizadas" (pizarras alteradas), marca el contacto, inconformidad, con los materiales mesozoicos (Cretácico) en los que se distinguen una serie de unidades con las potencias y edades siguientes:

- 4-5 m de gravas y arenas canalizadas, con predominancia de clastos de cuarzo y feldespato potásico. Abundante epimatriz caolinítica. Edad Cenomaniense superior.
- 50 m de materiales predominante margosos, con intercalaciones de areniscas dolomíticas y dolomías. Corresponde a la Fm Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña (Floquet, 1987; Alonso y Mas, 1982). Edad Turoniense.
- 30-40 m de dolomías tableadas calcarenitas y margas. Edad Turoniense-Coniaciense.
- 60-65 m de dolomías, calizas dolomíticas y calizas. Edad Santoniense- Campaniense.
- Por encima se sitúa una formación de dolomías margosas y margas dolomíticas de edad Campaniense, que falta en la serie del cerro de la Oliva.
- Unidad de brechas del Pontón de la Oliva, tampoco representada en el cerro de la Oliva, que aunque tradicionalmente se han considerado con "brechas intraformacionales", la investigación de hidrocarburos (Racero, 1990) demuestra que se trata de dolomías que, hacia techo, van mostrando mayor número de intercalaciones de anhidrita. La disolución en superficie por infiltración de aguas meteóricas de proporciona este aspecto "carniolar" o brechoide.
- Racero (*op.cit.*) sitúa también en el Cretácico una potente sucesión de yesos (anhidritas en sondeo) con los que culmina la regresión finicretácica.

En el contexto geográfico del cerro de la Oliva, pero obviamente relacionados, aparecen del Cenozoico que tienen carácter pre, sin y post orogénicos:

- Paleógeno pretectónico (Paleoceno- Eoceno-Arverniense): constituido por arcillas y evaporizas, con aportes clásticos a techo. Cuando se deposita esta unidad el Sistema Central no estaría independizado y la cuenca del Tajo y la del Duero estaban unidas.
- Paleógeno sintectónico (Arverniense-Ageniense inferior): areniscas, gravas y lutitas, generalmente con altos contenidos en yeso. No está representado en la vecindad del cerro de la Oliva. Los primeros afloramientos aparecen al sur de Valdepeñas de la Sierra, fuera de la zona del esquema geológico.
- Neógeno postectónico, muy bien representado en la el cerro Guadarrama y en los cortados del río Jarama al pie de Uceda. Se le atribuye una edad Mioceno medio-superior (Portero *et al.* 1991).
- Gravas de la "raña", generalmente atribuida al Plioceno.
- Depósitos fluviales escalonados (terrazas), conos de deyección, coluviones y depósitos fluviokársticos y endokársticos. Se los sitúa en el Cuaternario.

Desde el punto de vista estructural, los materiales del Mesozoico y Paleógeno pretectónico constituyen un pliegue monoclinal, NE-SO, ligado al levantamiento alpino del Sistema Central y a la gran falla inversa, de más de 1000 m de salto, que marca el límite septentrional de la cuenca de Madrid. Estos materiales están afectados por fallas normales de pequeño salto y un diaclasado, de cierta densidad, que jugarán un papel fundamental en el desarrollo de las formas endokársticas.

Las direcciones de fracturación de las rocas del Mesozoico son N60E y su conjugada N300. Ambas direcciones coinciden exactamente con las direcciones de las galerías de la cueva del Reguerillo, aunque hay un desarrollo ciertamente apreciable de galerías orientadas en dirección N10E, que también aparecen en el diagrama en rosa de frecuencias de diaclasado de Torres (1974).

Formas kársticas

Las formas exokársticas en sentido estricto resultan ser extremadamente raras en el cerro de la Oliva, faltan testimonios de grandes formas de admisión (campos de lapiaz, dolinas o simas) que explicarían el desarrollo de un sistema kárstico de la importancia del de la cueva del Reguerillo. Es verdad que hay algunos pequeños lapiazes en la zona somital del cerro, faltando totalmente en la cuesta estructural. Estos lapiazes parecen formas recientes, más bien ligados al desarrollo de suelos incipientes, p.e. sistemas radicales de plantas (fitokarst de Folk *et al*, 1973).

Por su magnitud, más de 8.9 km de desarrollo y desnivel (82 m), Puch (1981,1986) las morfologías endokársticas más notables aparecen en la cueva del Reguerillo, que puede definirse como un complejo kárstico que, en su disposición actual, atraviesa de lado a lado el cerro de la Oliva. Para su descripción geomorfológica se va a seguir la nomenclatura espeleológica tradicionalmente empleada: I Piso, II Piso y III Piso que se basa en la posición topográfica de cada uno de ellos, de más superior a más inferior (Figura 2).

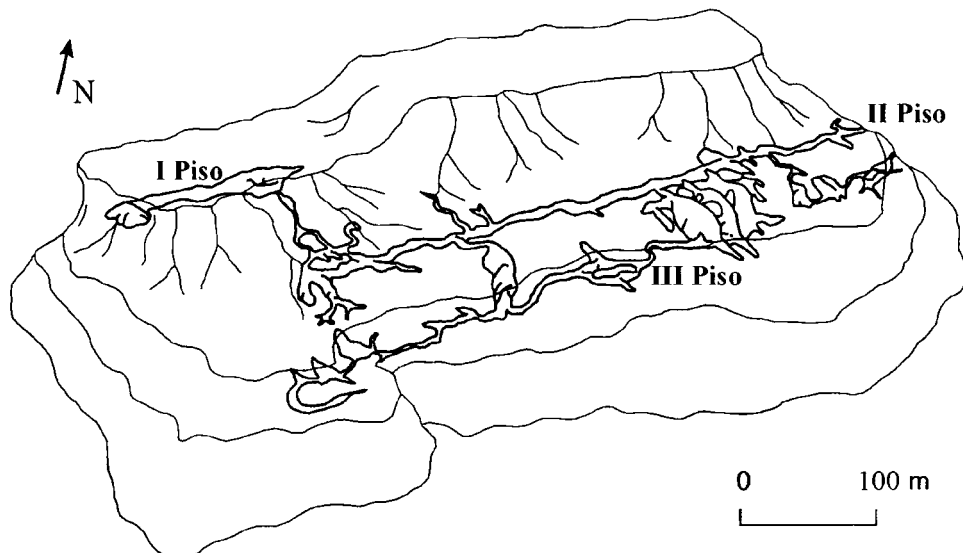


Figura 2.- Bloque diagrama mostrando la disposición geomorfológica de la cueva del Reguerillo

I Piso

Esta zona de la cavidad tiene un desarrollo longitudinal limitado y morfológicamente es muy uniforme. Se trata de una galería de sección subcircular en la que la buzamiento de las dolomías en las que se desarrolla condiciona su morfología de detalle; así, su borde norte tiene "cuestas estructurales", mientras que el borde sur muestra viseras que no serían sino "*hog backs*" en miniatura (Figura 3A). En esta zona de la cueva hay algunos aspectos singulares como son la Sala de la Entrada y la Sala del Hundimiento. La primera de las salas, se corresponde con un intenso clastismo ligado a la desactivación del conducto kárstico original y al retroceso de la ladera, claramente visible por varias secciones de estalagmitas de gran diámetro visibles en "la calle"; la Sala del Hundimiento queda definida por la intersección de la galería principal y una falla perpendicular a la misma, claramente subrayada por sendas alineaciones de estalactitas cenitales y estalagmitas del pavimento. El Hundimiento es el resultado de un proceso geomorfológico reciente, ligado a las filtraciones desde los conductos del Canal de Isabel II que discurre por encima de la cueva y que han lavado el relleno sedimentario de la galería, favoreciendo el colapso del suelo, que está constituido por una potente colada estalagmítica.

Parte de la morfología de la galería principal está enmascarada por rellenos de lutitas de decantación que llegan a colmatarla totalmente en su extremo NE.

Abundan los espeleotemas, que serán tratados más ampliamente con posterioridad. Entre los que se observan en una exploración espeleológica habitual, se detectan claramente, al menos, dos generaciones. Los más antiguos son de color marrón oscuro y están fuertemente erosionados por una gran reactivación de esta parte de la cueva; los más recientes, posiblemente de edades diversas, tienen color blanco.

II Piso

El Segundo Piso tiene una disposición morfológica muy similar a la del Primer Piso: una galería lineal que sigue la dirección del pliegue monoclinal. Este piso, tras recorrer las denominadas Galerías Nuevas, conecta directamente con el exterior. Esta conexión se estableció en 1971, tras un detallado trabajo topográfico, ya que la entrada real estaba enmascarada por un caos de bloques provenientes de procesos graviclásticos, mientras que un coluvial impedía cualquier observación. Morfológicamente es bastante monótono, un tubo freático (Figura 3B), con la singularidad de la Sala del Perro que Fuma, también en una zona de falla, son de hay una intensa graviclastia. El diámetro visible de la galería es francamente modesto, mucho menor que el del Primer Piso.

La conexión entre el I Piso y el II Piso, no deja de ser un fenómeno menor aunque bien conocido por los espeleólogos: "El Tubo". Esta forma se generó por superposición de dos procesos relativamente diferenciados en el tiempo: una bóveda de corrosión por mezcla de aguas (Tubo en sentido estricto) y una angosta galería inclinada por cuyo fondo corrió agua en régimen vadoso que provocó una angosta entalladura en su fondo (el Pre-tubo).

Resulta notable que, en la mayor parte del desarrollo del Segundo Piso los espeleotemas están prácticamente ausentes, si se exceptúa su parte final (NE), que recibe la denominación de "Galerías Nuevas". Por ello, debido a su singularidad, fueron bautizadas por los primeros espeleólogos con nombres

harto explícitos, , entre los que la prudencia hace que solamente sean citables las “Piernas de Sofía” dos torneados espeleotemas en columna que, en los felices sesenta, debieron levantar el ánimo de los espeleólogos que se arrastraban por el monótono laminador que constituye su desarrollo. El suelo de esta parte de la cavidad está suavemente enrasado por materiales finos depositados por decantación o corrientes escasamente tractivas, aunque se desconoce su espesor. El relleno de las Galerías Nuevas, de características similares, se conoce bien ya que albergó un importante yacimiento de *Ursus spelaeus* Ros.-Hein. que fue excavado en los años setenta.

III Piso

Esta parte de la cavidad es netamente más compleja que el resto de la cueva. De hecho se denomina “El Laberinto” aunque tiene dos componentes morfológicos claramente diferenciados: en su límite más inferior, aparece una galería lineal de génesis freática con sección subcircular, pero la mayor parte de este piso tiene una distribución en enrejado, que sigue fielmente la red de diaclasado. Las dos familias de diaclasas definidas en el exterior resultan fielmente calcadas por las orientaciones de los tramos del enrejado. Las secciones de estas galerías son claramente asimétricas ya que pueden tener bastantes metros de altura, pero son muy angostas, con menos de un metro de anchura (Figura 3C). Su extremo superior es apuntado y tienen una serie de entrantes y salientes que indican la mayor o menor competencia de los distintos estratos. En cualquier caso, como las rocas karstificadas son predominantemente granudas (doloesparitas) las superficies libres de los conductos tienen un tacto “arenoso” muy característico.

Además de las ya descritas al inicio de este párrafo, hay algunas formas hoy en día clasificadas como exokársticas, las cuales fueron en su origen parte del karst profundo, aunque posteriormente quedaron exhumadas escalonadamente durante los descensos de los niveles de base, que tuvieron lugar durante el Cuaternario. Estos procesos de desactivación de los niveles superiores del karst, pusieron en comunicación antiguos conductos freáticos con los cursos fluviales que iban profundizando su cauce. De esta forma, los antiguos conductos freáticos, con conducción forzada del agua (batifreáticos), pasaron a tener un funcionamiento epifreático-vadoso-atmosférico y, finalmente, se sumieron en ellos los cursos epigeos. Fruto de estos procesos son los conductos colmatados por los sedimentos aluviales del arroyo Valdetales y del río Lozoya.

Los taludes de la carretera que, a lo largo del barranco del arroyo Valdetales, sube a la presa del Atazar, han puesto de manifiesto numerosos conductos colmatados por gravas de naturaleza pizarrosa - cantos rodados con excelente redondeamiento y baja esfericidad (fusiformes). Estos conductos tienen dimensiones moderadas, métricas. Otras veces, el retroceso de ladera ha sacado al exterior formas de reconstrucción -espeleotemas- como se ven a la puerta de la entrada antigua de la cueva del Reguerillo y en otros puntos de la ya citada carrera.

La erosión del río Lozoya y el consiguiente retroceso de laderas, también dejó a la intemperie numerosos conductos. De hecho en el inventario de Torres *et al.* (1994, 1995 a,b) se citan más de veinte (Figura 4). Algunos de ellos conservan potentes coladas estalagmíticas, otros corresponden a antiguas galerías freáticas cuya bóveda colapsó la entrada nueva de la cueva del Reguerillo; otros, actuaron como sumideros del río Lozoya, que dejó terrazas en su interior y en los sedimentos areno-gravelosos que las caracterizan,

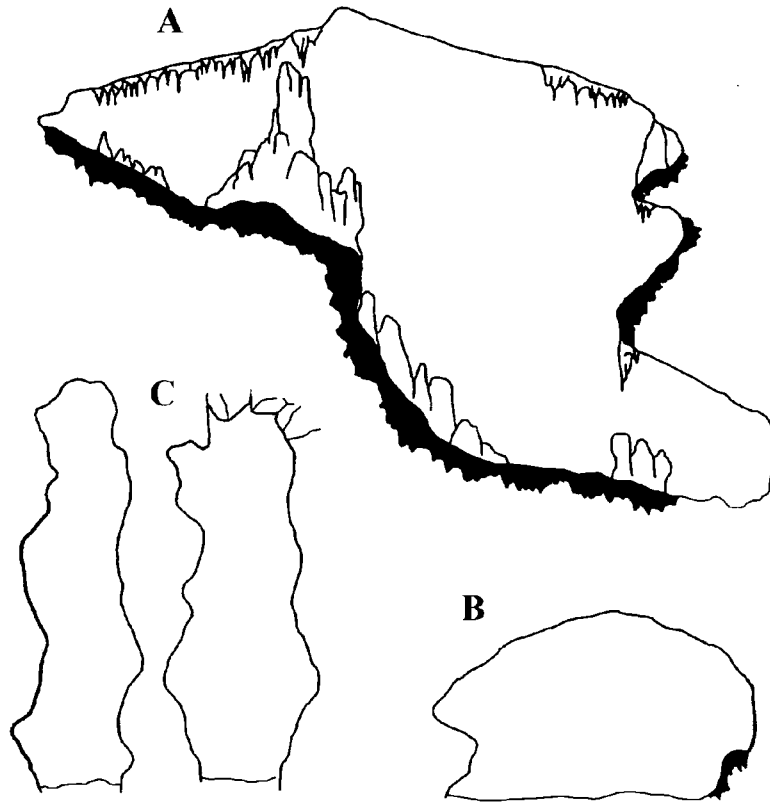


Figura 3.- Algunas secciones transversales representativas de I Piso (A), II Piso (B) y III Piso (C) de la cueva del Reguerillo

se llega a observar estratificación cruzada en surco de gran escala respondiendo al desarrollo de dunas subacuáticas. De este grupo de formas destacan por su interés la cueva-sima de La Escarihuela y la cueva de Los Huesos. La Escarihuela parece ser un resto de un enrejado de la cueva del Reguerillo (III Piso) parcialmente exhumado. Dado que la cuenca de recepción del río Lozoya es de naturaleza granítica, estos rellenos tienen carácter polimíctico con clastos de rocas ígneas, metamórficas y, menos frecuentes, sedimentarias. Estas arenas se pueden describir como subarcosas y sublitarenitas.

Por su posición topográfica estas cavidades pueden correlacionarse con los tres pisos espeleológicos de la cueva del Reguerillo (Figura 4):

- I Piso: R1 y R2.
- II Piso: R3(¿), R4 (cueva de La Campana) R5 (entrada a las Galerías Nuevas y yacimiento de oso de la las cavernas de la cueva del Reguerillo), R6 y R7.
- III Piso: R8 (¿), R9(¿), R10 (R11), R12, R13, R14, R15, R16, R17, R19, R28 y R29 (cueva de La Escarihuela).

Nivel inferior no conocido en la cueva del Reguerillo: R18, R20, R21, R22, R23, R24 (cueva de Los Huesos), R25, R26, R27. Hay, incluso alguna cueva situada, prácticamente, en el talweg del río Lozoya pero fueron tapiadas en un pueril intento de evitar las infiltraciones del agua retenida por la presa del Pontón de la Oliva que, construido en tiempos de Isabel II, nunca fue funcional debido al drenaje natural de las calizas karstificadas.

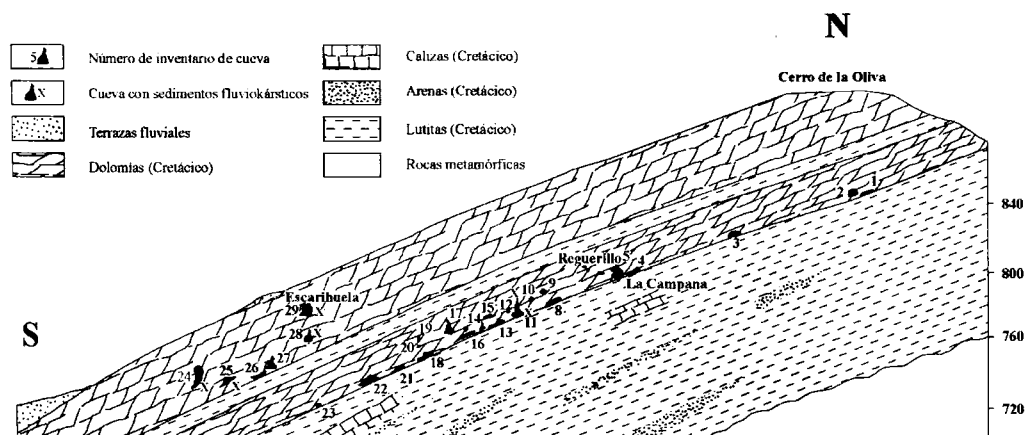


Figura 4.- Vista del escarpe NE del cerro de la Oliva (barranco del río Lozoya) con la situación de las cavidades citadas en el texto. (R-)

Génesis y edad de la karstificación

Intuitivamente parece lógico interpretar que la karstificación actualmente visible en cerro de la Oliva es resultado parcial de un proceso que se produjo antes de la excavación de los valle del río Jarama y de sus afluentes. Pero para una interpretación genética más depurada habría, obviamente, que considerar algunos hitos fundamentales:

- No es muy probable que en la zona se produjera algún tipo de karstificación ligada a la regresión finicretácica y el subsiguiente cambio de salinidad o emisión. Está probado que los materiales mesozoicos fueron recubiertos (concordantemente) por las anhidritas y yesos del Paleógeno pretectónico que debieron de actuar como sello ante la posible entrada de aguas meteóricas. De hecho, en las zonas más centrales de la Cuenca del Tajo (Racero, 1989), las aguas que ligadas a los materiales del Cretácico presentan una elevada salinidad; podrían ser aguas de formación. De todas maneras, ya que el finicretácico constituye un complejo regresivo, alguna karstificación pudo producirse por cambio de salinidad en zonas marginales de la cuenca, obviamente fuera del contexto geográfico exacto del cerro de la Oliva donde proseguía la sedimentación marino-evaporítica.
- Parece, pues, que no es sino tras el levantamiento del Sistema Central durante la orogenia alpina, que estos materiales estuvieron en disposición de poder sufrir karstificación. De acuerdo con el esquema geológico, parece que durante el depósito del Paleógeno sintectónico (Oligoceno s.l.) o incluso el Mioceno inferior, esta zona siguió protegida por los depósitos margo-yesíferos del

Paleógeno pretectónico. La primera fase de la orogenia alpina de edad intra-Arverniense debió generar el pliegue monoclinal en el que se desarrolla la cavidad. La fase intra-Ageniense le proporcionó su casi definitiva configuración estructural. Evidentemente, esta deformación fue responsable de la aparición de una primera red de fracturas, que rejugaron durante la fase orogénica intra-Aragoniense que finalmente, a excepción de fenómenos menores muchos de carácter distensivo, configuró la disposición estructural de la zona. Los materiales detríticos del Neógeno descansan en discordancia angular sobre los carbonatos del Cretácico¹.

- La situación paleogeográfica cambió notablemente en el Mioceno medio-superior. Si se observa el esquema geológico de la zona del cerro de la Oliva, resulta llamativo que a lo largo de toda la cuesta, se han preservado los depósitos de Paleógeno pretectónico y faltan los depósitos neógenos, si se exceptúa un extenso afloramiento que constituye el cerro Guadarrama, cuyo vértice (987 m) queda algo por encima de la "línea de cumbres" o superficie desarrollada sobre los materiales del Mesozoico (940 m). Estos depósitos neógenos están en casi continuidad geométrica con un importante número de retazos de sedimentos de la misma edad que fosilizan paleoformas desarrolladas sobre los materiales ordovícicos. Los paleocanales más distales de este gran abanico aluvial se ven claramente en el escarpe de Casas de Uceda (Martín y Leyva, 1969).
- Más aún, el "acúmulo" de materiales gravelosos-arenosos que forma el cerro Guadarrama, es el resultado de la construcción de un gran abanico aluvial con su cuenca de recepción en los metasedimentos y rocas ígneas del Sistema Central, que alcanzó la cuenca de Madrid tras tallar, por erosión, una garganta en los materiales mesozoicos del borde de cuenca y, obviamente, haber eliminado los materiales impermeables del Paleógeno pretectónico. En este momento las calizas pudieron empezar a karstificarse a partir de la infiltración a través de los materiales altamente permeables, depositados por el abanico aluvial.
- En la hoja geológica de Valdepeñas de la Sierra, Portero *et al.* (1991) diferencian tres niveles de raña. Los dos más antiguos enrasan con la superficie que define la "línea de cumbres" de las calizas cretácicas. Por lo tanto tampoco sería muy aventurado suponer una relación genética entre ambas formas. Las rañas marcan, simplemente, el punto de articulación geomórfica de una cuenca cerrada, la cuenca neógena, a una cuenca abierta hacia el mar tras la incisión fluvial cuaternaria. La raña más inferior aparece a cota de 900 m en Saceda del Río, frente al cerro de la Oliva, aparentemente sin conexión con los del cerro Guadarrama, a no ser que parte de su registro estratigráfico corresponda también a la edad de la raña (Plioceno). La karstificación del cerro de la Oliva podría estar ligada al aporte de aguas superficiales a través de los materiales extremadamente porosos de la raña. Tampoco sería descartable pensar que, raña y superficie de "erosión" sobre los materiales del Cretácico, están ligados más íntimamente, constituyendo la segunda una pequeña llanura kárstica ("karst margin plain": Kayser, 1934; Jennings, 1987) ligada a la llanura aluvial de los sistemas deposicionales, abanicos aluviales, de la raña.
- Posiblemente, el enrejado del II Piso se generó en condiciones algo diferentes, ligado a las llanuras aluviales del río Jarama, en forma de karst cubierto en el que la corrosión por mezcla de aguas de características físico-químicas muy distintas debió jugar un papel notable. De hecho, encima de la cueva de la Escarihuela se ha preservado un retazo de la terraza fluvial del río Lozoya.

A la vista de lo ya comentado, resulta obvio que las estimaciones de Hernánz (1965), Corchón (1974) y Torres (1974) referentes a la gran antigüedad del karst del cerro de la Oliva, quedan plenamente

¹ En opinión de Sánchez-Moral *et al.* (2003) la presencia de sulfatos favorece actualmente la karstificación.

justificadas. No obstante, se puede intentar afinar un poco más en la datación de los procesos de génesis y desactivación del karst, así como de las pequeñas reactivaciones locales. Para ello se va a recurrir a los datos que proporcionan los diferentes episodios de relleno que han podido ser documentados y datados. Evidentemente hay que hacer una salvaguardia importante: en la actualidad las calizas que configuran el lecho rocoso del río Jarama, a veces con alguna cobertera de evaporitas del Paleógeno pre-tectónico, constituyen un karst activo; por lo tanto al hablar de la datación de los procesos de génesis y desactivación del karst del cerro de la Oliva, hay que referirse, forzosamente, al karst penetrable o “fósil”.

Se va a comenzar por definir la edad de la desactivación más reciente del karst del cerro de la Oliva.

Una indicación, bastante precisa, de la edad de la desactivación más reciente del karst del cerro de la Oliva, la proporciona la fauna fósil del relleno de la denominada cueva de los Huesos (R 25). Se trata de una cavidad desmantelada por la incisión del río Lozoya en la que intruyó, actualmente está a 38 metros sobre el talweg del río Lozoya que corre a su pie. El relleno: gravas fluviales coronadas por un espeleotema de espesor decimétrico, contiene restos de mamíferos fósiles. De acuerdo con Cabra *et al.* (1983) se trata de una fauna del Pleistoceno medio antiguo, posiblemente cerca del límite con el Pleistoceno inferior. En resumen hace unos $700 - 800 \cdot 10^3$ años las galerías más bajas del karst del cerro de la Oliva, ya habían quedado desactivadas.

Esta datación paleontológica queda confirmada por una datación por resonancia de espín electromagnético (ESR) realizada en un potente espeleotema, colada estalagmítica, que se desarrolla en una cueva (R27), también puesta al descubierto por la incisión del río Lozoya, que está al mismo nivel que la cueva de los Huesos. La datación ESR (Torres *et al.*, 1995c) da una edad de $981 \pm 76 \cdot 10^3$ años.

Por lo tanto, parece que a finales del Pleistoceno inferior – inicios del Pleistoceno medio el karst que hoy aflora a lo largo de los barrancos del río Lozoya y del arroyo Valdentaes (O) estaba ya desactivado. El río Lozoya se sumía en las cuevas recién abiertas y, tras reactivar su capacidad de incisión, no volver a alcanzar dichas cavidades, la circulación de aguas saturadas en carbonato de calcio dejó espeleotemas.

Como se verá más adelante en la discusión de la edad de la primera desactivación del karst del cerro de la Oliva, las dataciones obtenidas sobre espeleotemas deben ser cuidadosamente discutidas, ya que son depósitos diacrónicos que pueden no estar en continuidad temporal con la serie estratigráfica infrayacente, de forma que cuando aparecen coronando algún tipo de depósito clástico, proporcionan simplemente su edad mínima, aunque en el caso de los rellenos de las cavidades R25 y R27 existe bastante congruencia entre las edades de los depósitos fluviokársticos y de los espeleotemas.

Para la determinación del momento de la primera desactivación del karst del cerro de la Oliva, se ha de contar con el registro estratigráfico claramente visible en la Zona del Hundimiento del I Piso de la cueva del Reguerillo. Allí (Figura 5) el desfondamiento del suelo de la galería, producido por filtraciones desde la conducción del Canal Alto del Atazar (Canal de Isabel II), puso al descubierto una importante sección estratigráfica (Torres, 1974) que ha sido reestudiada recientemente (Torres *et al.*, 1994, 1995a) y ha permitido obtener abundante información cronoestratigráfica. Debido a procesos gravitacionales recientes no se ha podido volver a analizar la totalidad de la columna estratigráfica inicialmente visible (Torres, 1974), de forma que se ha recurrido a completarla con la información antigua. La sección es como sigue (los números a la izquierda sirven para la identificación de niveles en la columna litoestratigráfica):

1. 40 cm lutitas rojas, arenosas, con abundantes clastos de dolomía de origen gravitacional. No observable hoy día.
2. 25 cm colada estalagmítica con abundantes clastos calcáreos angulosos en nivelitos decimétricos. No observable hoy día. Se adosa al borde NE del Hundimiento y buza más de 45° al O.
3. 100 cm areniscas de grano medio fino
4. 3 cm colada estalagmítica buzando 15° al O. Muestra R30-1.
5. 17 cm areniscas grises de grano medio-fino.
6. 5 cm lutitas marrón-rojizo.
7. 14 cm areniscas grisáceas de grano medio-fino.
8. 40 cm lutitas marrón-rojizo con algo de arena dispersa.
9. 10 cm bloques y gravas calcáreos, angulosos (graviclastos) con matriz lutítica marrón-rojizo.
10. 5 cm colada estalagmítica blanquecina muy pura. Muestra R30-8.
11. 8 cm colada estalagmítica amarillenta, muy pura, separada de la infrayacente por una discontinuidad que implica una detención de su crecimiento. Muestra R30-9.
12. 7 cm colada estalagmítica. Engloba numerosos cantos blandos de lutitas de color marrón rojizo. Está separada de la colada infrayacente por una superficie de discontinuidad con trazas de corrosión. Muestra R30-10.
13. 7 cm lutitas marrón-rojizo con gravas dispersas de naturaleza calcárea, angulosas.
14. 45 cm de lutitas marrón-rojizo.
15. 8 cm de colada estalagmítica de color caramelo, muy característica. Fuera de la zona del corte a esta colada se asocian grandes espelotemas de pavimento (estalagmitas y columnas) que han sido fuertemente erosionados. Esta colada constituye el "suelo espeleológico" del I Piso de la cueva del Reguerillo, aunque localmente, en la zona del Hundimiento p.e. se le solapa una colada estalagmítica de color blanco puro que es mucho más reciente.
16. 32 cm arenas grises de grano grueso-medio. Recubren, dejando una cicatriz erosiva, el espeleotema infrayacente.
17. 100 cm arenas como las anteriores bastante recubiertas por material reciente solifluido.
18. 30 cm arenas grises con laminación cruzada que indica paleocorrientes NE-SO.
19. 3 cm lutitas rojas.
20. 25 cm arenas grises de grano grueso-medio.
21. 70 cm lutitas rojizas.
22. 12 cm espeleotema blanco.

Las areniscas de los niveles 3 y 5 (Torres, 1974) tienen cuarzo y feldespato-K abundantes, predomina el primero ligeramente. Buen redondeamiento. Entre los minerales accesorios predominan turmalina y circón.

Las arenas de los niveles 16, 18 y 20 (Corchón, 1974; Torres, 1974; Torres *et al.*, 1991) son de grano más grueso que las anteriores, con dominancia de cuarzo seguido del feldespato potásico (abundante), abunda

la biotita (sin oxidar) y hay fragmentos de rocas ígneas (pegmatita) y metamórficas (pizarras y cuarcitas). Abundan los minerales pesados (llegan a suponer un 30% de los granos) circón, granate y estauroлита e ilmenita como mayoritarios; son minoritarios el rutilo, la turmalina y la distena.

Las arcillas (Corchón, 1974) tienen carácter detrítico: cloritas y caolinitas. Falta la halloysita que es una arcilla de neoformación típica del karst.

Por lo tanto, a la vista de los datos, es posible concluir que los niveles detríticos del corte del Hundimiento, representan dos eventos diferenciados de intrusión de un río epígeo en el karst freático ya comenzado a desactivar, es decir, con circulación libre de agua. La petrografía de las arenas, la dirección de paleocorriente y la composición mineralógica de las arcillas, indican netamente que el responsable de esta acumulación de sedimentos fue el paleo-Lozoya, ya que en su cuenca de recepción hay rocas ígneas y metamórficas. El arroyo Valdentaes se puede descartar, totalmente, como origen de los sedimentos, no sólo por la dirección de paleocorriente, también por la composición de los clastos que dejó en los rellenos fluviokársticos ya descritos: tienen una composición prácticamente monomítica (cantos de pizarras del Ordovícico) con algún clasto calcáreo, muy raro, proveniente de aportes laterales coluvionares desde los afloramientos cretácicos. A partir de los datos aportados por la sedimentología, y la datación paleontológica que proporciona la fauna de la cueva de los Huesos ($700-800 \cdot 10^3$ años), se puede deducir que la terraza fluviokárstica de la zona del Hundimiento testimonia un momento muy antiguo. La diferencia de cota entre ambos depósitos es de 115 m. El Hundimiento está a 846 m s.n.m. y la cueva de los Huesos a 731 m s.n.m.

Con el fin de intentar acotar con mayor precisión la edad de la serie del Hundimiento, se realizó el estudio paleomagnético de muestras de espeleotemas (R30-1; R30-8; R30-9; R30-10; R30-15 y R30-21).

Los resultados son extraordinariamente interesantes ya que la mayor parte de las muestras (R30-1; R30-8; R30-9; R30-10; R30-15 y R30-21) muestran polaridad normal, mientras que las siete submuestras de la R30-9 tienen polaridad inversa. Esta colada estalagmítica (R30-9) resultó tener un correlato topostratigráfico y paleomagnético exacto en el relleno fluviokárstico del punto R2 donde aparecen areniscas de origen fluvial (2 m), seguidas por lutitas rojizas (1 m) y coronadas por una colada estalagmítica (30 cm) que, una vez muestreada, mostró (4 submuestras) polaridad inversa. Por lo tanto, simplemente, queda decidir donde colocar estas muestras de polaridad magnética inversa. Al estar las

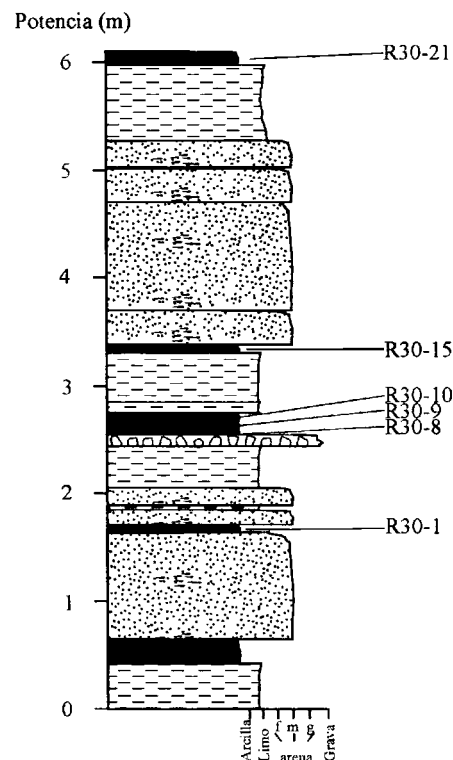


Figura 5. Estratigrafía de la sección del hundimiento en el I Piso de la cueva del Reguerillo, con indicación de las muestras tomadas, citadas en el texto.

muestras del corte del Hundimiento ligadas a un proceso fluviokárstico, con la indicación mínima de antigüedad que da su posición relativa respecto de cueva de los Huesos ($700-800 \cdot 10^3$ años), se propone la siguiente interpretación:

Las muestras R30-1 y R30-8 se situarían en la magnetozona normal de Gauss (finaliza en $2,6 \cdot 10^3$ años).

La muestra R30-9 se situaría en la magnetozona inversa de Matuyama.

Las muestras R30-10, R30-15 y R30-21 tienen polaridad normal pero no pueden (en especial las dos primeras debido a su posición en la columna litoestratigráfica) situarse en la magnetozona normal de Bruhnes, cuyo límite inferior coincidiría con la edad del yacimiento de la cueva de los Huesos que marca ya el nivel de incisión del río Lozoya, mientras las R30-10 y R30-15 tienen a su techo un episodio arenoso debido a la intrusión del río Lozoya. Tampoco parece creíble correlacionarla con el cron Jaramillo que es demasiado moderno e implicaría que la incisión del río Lozoya fue de 150 m (diferencia de cota entre R2 y R27) en algo más de $200 \cdot 10^3$ años. Por lo tanto la correlación más posible sería con el cron Olduvai. Ello implicaría una incisión del río Lozoya de 150 m en aproximadamente un millón de años. La muestra R30-21 corona la serie y al tratarse de una colada estalagmítica podría ser diacrónica.

No puede descartarse rotundamente que esta serie sea, incluso, mucho más antigua y que estén representados una magnetozona exclusivamente pliocena (Gauss) con lo que la muestra R1-9 se situaría en uno de los dos crones de polaridad inversa más recientes Kaena ó Mammoth. Ello tampoco entraría en contradicción con la edad que se le atribuye tradicionalmente a la raña de la Cuenca de Madrid que según algunos autores estaría en el "Villafranquiense medio" ($2,5-1,8 \cdot 10^3$ años) o en el Villafranquiense superior ($1,8-1,6 \cdot 10^3$ años).

Además de la aproximación a la evolución temporal del karst del cerro de la Oliva, otras dataciones paleontológicas y arqueológicas han permitido la datación de otros eventos paleoambientales menores:

La cueva del Reguerillo constituye uno de los yacimientos más meridionales de oso de las cavernas (*Ursus spelaeus* Ros.-Hein.). Este yacimiento fue excavado a principios de la década de los 70 del siglo pasado. Dado que no podía ser datado por medios convencionales (^{14}C) ha permanecido bajo una "datación paleontológica" hasta hace relativamente poco. Ahora, gracias a la datación por resonancia de espín electromagnético (ESR) y análisis de Racemización de aminoácidos se dispone de una edad numérica $170 \cdot 10^3$ años (Torres *et al.*, 1999 a,b; 2000 a,b; 2001 a,b; 2002; Llamas, 1999) que permite situar el yacimiento del Reguerillo en el Episodio 6 del Oxígeno (6th OIS), que implica que la colonización de la parte central de la Península Ibérica por el oso de las cavernas se produjo antes de lo que se había deducido a partir de la paleontología estratigráfica, que siempre fue conservadora. Esta edad, además, da coherencia a la datación radiométrica obtenida en una estalagmita que fosiliza las oseras de *Ursus spelaeus* del II Piso de la cueva del Reguerillo. La edad obtenida para el núcleo de la estalagmita es de 83.966 ± 4.274 años, mientras que la parte más externa de la misma ha sido datada en 45.550 ± 1.866 años. La primera datación, sitúa el origen de la estalagmita a finales del episodio 5 del oxígeno (5th OIS), un momento cálido; la segunda datación se sitúa claramente en el episodio 3 del oxígeno (OIS3). Estas dos edades son consistente con el hecho de que la mayor parte de los depósitos de espelotemas y travertinos ibéricos (Torres *et al.*, en prensa) se acumulan durante los episodios impares (más cálidos) del oxígeno marino.

Hay una datación fiable por resonancia de espín electromagnético (ESR) del espeleotema de recubre la terraza fluviokárstica de la cueva de la Escarihuela (R29) y otra, probable, también por ESR de la muestra R30-15 que, inicialmente, parecía corresponder a una colada situada más o menos en la parte central de la serie del Hundimiento. Como esta edad era totalmente incongruente con la cronología de la serie, fue objeto de revisión, encontrándose que corresponde a la "colada blanco puro" que constituye el suelo espeleológico del I Piso de la cueva del Reguerillo, que se depositó después de una reactivación de kárstica del sistema que barrió los rellenos que colmataban casi totalmente la galería. En cualquier caso, la primera colada estalagmítica dio una data de $208 \pm 34 \cdot 10^3$ años y la segunda $216 \pm 34 \cdot 10^3$ años. Ambas se sitúan en episodio 7 del oxígeno (7th OIS) también un episodio impar.

La colada blanca con la que, aparentemente, culmina la serie del Hundimiento resulta ser muchísimo más moderna de cómo se había interpretado. La datación por resonancia de espín electromagnético da una data probable de $70 \pm 6 \cdot 10^3$ años, que la sitúa al final de episodio 5 del oxígeno y, de acuerdo al paleomagnetismo, en la zona de polaridad magnética normal de Bruhnes.

En Torres (1974) se incluyen una serie de dataciones de calcitas estalagmíticas de la cueva del Reguerillo los resultados son simplemente aberrantes y aunque alguno parece tener cierto significado, lo más aconsejable es rechazarlos en su conjunto.

Conclusiones

Se ha podido determinar la cronología de los procesos evolución paleoambiental y de karstificación de las calizas cretácicas del cerro de la Oliva que se resumen en la tabla siguiente:

Edad	Procesos
Cretácico superior	Trasgresión cretácica
Final del Cretácico	Regresión-karstificación local por cambio de salinidad ζ
Paleógeno pretectónico	Las calizas son recubiertas por una potente serie evaporítica-karstificación en la zona emergida?
Paleógeno sintectónico (Oligoceno s.l.)	Se crea el pliegue monoclinal-erosión de la cobertera evaporítica-karstificación local?
Mioceno inferior	Se acaba de definir estructuralmente el pliegue monoclinal-erosión de la cobertera evaporítica-karstificación local
Mioceno medio y superior	Se genera el abanico aluvial del cerro Guadarrama. Se excava un cañón en las calizas del Cretácico-primer generación del karst cubierto. Funcionamiento en condiciones batifreáticas
Plioceno inferior	Avanza la karstificación profunda del karst del cerro de la Oliva. Funcionamiento en condiciones batifreáticas
Plioceno medio ó Plioceno inferior	Se desactiva, por incisión del pelo Lozoya el I Piso como conducto freático. El paleo-río se sume en el I Piso y deja dos episodios de depósitos fluviokársticos con una detención intermedia (crisis climática con menos agua?) testimoniado por el relleno de R2 y las coladas de la muestras R30-8, R30-9 y R30-10. Funcionamiento en condiciones epifreáticas y vadosas

Edad	Procesos
Pleistoceno inferior	Avanza la incisión del paleo-Lozoya, dejando las terrazas fluviokársticas de La Escarihuela (R29) y otros depósitos fluviokársticos menores (R11 y R28). Funcionamiento en condiciones epifreáticas y vadosas
Límite Pleistoceno inferior medio	El paleo-Lozoya incide hasta 38 m por encima de su talweg actual y deja los depósitos fluviokársticos dejando los depósitos de la cueva de los Huesos (R24) de la cueva R25, finalizando con el espelotema de R27
Parte alta del Pleistoceno medio	Coladas eslagmíticas del Episodio 7 en R29 (Cueva de la Escarihuela) y R30-15, que es la "colada blanco puro" que constituye el "piso espeleológico" del I Piso de la cueva del Reguerillo. El II Piso es colonizado por el oso de las cavernas (OIS7) y por el hombre (anecdóticamente)
Final del Pleistoceno medio.	Se inicia el crecimiento de los espeleotemas que fosilizan las oseras del II Piso de la cueva del reguerillo (5 OIS)
Pleistoceno superior	Continúa el crecimiento de la estalagmita que fosiliza las oseras del II Piso de la cueva del Reguerillo (3OIS)
Pleistoceno superior	Continúa el crecimiento de la estalagmita que fosiliza las oseras del II Piso de la cueva del Reguerillo (3OIS)
Parte alta del Pleistoceno superior	Colonización del I Piso de la cueva por el hombre de Cromañon (gravados Auriñacienses)
Holoceno	La entrada de la cueva (I Piso) se convierte en lugar de habitación durante el Neolítico (¿)

Agradecimientos

Este trabajo no se podría haber realizado sin las aventuras de fin de semana que tantos y tantos espeleólogos, en su más tierna juventud, pasamos explorando esta espelunca. Desde los tiempos del GUM, pasando por los del Grupo Espeleológico del CEH, comandado por A. Hernánz (todavía recuerdo que en su exploración número 100 se le regaló un gorro de guía) luego los diversos grupos de la OJE, Querneto, G.E. de Minas y tantos otros entre los que de forma especial hay que citar al Standard y al NSS que, respectivamente abrieron la boca oriental y realizaron su topografía. Quizás uno de los autores (TT) deba dedicar un recuerdo prehistórico a los viejos conocidos Elorriaga (Elo) y Navarro (El Maño) que le sacaron de un apuro comprometido en el Tubo.

Los estudios recientes han sido financiados a través del Proyecto de la Unión Europea: "*Paleoclimatological Revision of Climate Evolution in Western Mediterranean Region. Evaluation of Altered Scenarios (CE-FI2W-CT91-0075)*" y por el Proyecto: Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos, financiado por la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos S.A. (ENRESA).

Referencias

Alonso, A., Mas, J.R. 1982 Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y al Sur del Sistema Central. *Cuad. Geol. Ib.* 8: 145-166.

- Cabra, P., Goy, J.L., Hoyos, M., Zazo, C. 1983. Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra de Cabrera. *Tecniterrae* 51: 32-42.
- Corchón, F. 1974. Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna. *Tesis Doctoral* Universidad Complutense de Madrid.
- Floquet, M. 1987. Controles tectonique, sédimentaire et eustatique des transgressions et régressions marines sur la plateforme nord-castillane (Espagne), au Crétacé supérieur. *Mém. Géol. Univ. Dijon*, 11: 69-77.
- Folk, R.L., Roberts, H.H., Moore, C.H. 1973. Black phytokarst from Hell, Cayman Islands, West British West Indies. *Bull. Geol. Soc. Amer.* 84:2351-60.
- Hernánz, A. 1965. Una cuestión paleo-hidrográfica madrileña. La cueva del Reguerillo. *Revista de Obras Públicas, Madrid*.
- Hernánz, A. 1967a. La Cueva del Reguerillo y el karst del cerro de la Oliva. *Com. Hidrol. Cont. Cient. CEH MOP, Madrid*.
- Hernánz, A. 1967b. Estudio del Karst del Cerro de la Oliva. *Actas V Congr. Int. Spel. Lubjana*.
- Jennings, J.N. 1987. *Karst Geomorphology*. Basil Blackwell Ltd. Oxford UK.
- Kayser K. 1934. Morphologischen Studien in West Montenegro II: Rumpfetreppe Cetinje, Formenschatz der Karstabtragung. *Z. Ges. Erdk. Berlin* 22-49, 81-102.
- Llamas, F.J., García-Alonso, P., Torres, T., Canoira, L. 1999. Amino acids racemization kinetics in bear teeth dentine. Application to Pleistocene fossil bear aminochronology. *Amino Acids*, 17, 1: 65.
- Martin, L., Leyva, F. 1969. *Hoja geológica MAGNA 1:50000 Marchamalo (nº 510)*. IGME.
- Montoriol, J. 1958 a. Fenómenos periglaciares desarrollados en la cueva del Reguerillo. *Not. y Com. IGME*
- Montoriol, J. 1958 b. Sobre algunas formas periglaciares desarrolladas en la cueva del Reguerillo. *II Congr. Int. Spel. Bari-Lecce-Salerno*.
- Montoriol J. 1962. Estudio geomorfológico de la Cueva Superior del Reguerillo (Madrid). *Speleon XIII (Oviedo)*
- Portero, J., Díaz-Molina, M., González-Lodeiro, F., Pérez-González, A., Gallardo, M.J., Leal, M.C. 1991. *Hoja Geológica MAGNA 1:50000 Valdepeñas de la Sierra (nº 485)*. ITGE. 1 plano 84p.
- Puch, C. 1981. Las grandes cavidades españolas. *El Topo Loco 3/5 Zaragoza*
- Puch, C. 1986. La cueva del Reguerillo. *Exploracions* 10:69-80.
- Puig, Larraz G. 1894. Cavernas y simas de España. *Bol. Com. Mapa Geol. España*.
- Racero, A. 1990. *Metodología de análisis de cuencas sedimentarias aplicada a la Cuenca del Tajo*, T.D. UPM 98p 9 planos.
- Sánchez-Moral, S., Lario, J., Bustamante, I., Cañaveras, J.C., Echeagaray, M., Sanz, E., Segura, M., Cuezva, S. 2003. Procesos de karstificación actual en el área del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid). *Estudios Geol.* 59 (1-4): 181-194.
- Torres, T. 1970. Estudio cronoestratigráfico de la cueva del Reguerillo y su relación con la geología cuaternaria. I Congr. Nal. Espel. Barcelona 79-88
- Torres, T. 1974. *Estudio de la Cueva del Reguerillo*. Proyecto Fin de Carrera ETSIM 352p.
- Torres, T., Eraso, A. 1973. Análisis de elementos traza (Ti, Fe, Cu) en algunas estalagmitas de la cueva del Reguerillo (Madrid) estimación de su correlación con el paleoclima regional. *II Congr. Nac. Espel. Oviedo*. 22p.
- Torres, T., Puch, C. 1973. Estudio geomorfológico estadístico de cavidades desarrolladas bajo cobertera sedimentaria poco potente VII Congr. Int. Espel. Olomouc. 541-543.
- Torres, T., Cobo, R., García-Cortés, A., Hoyos, M., García Alonso P. 1994. Cronoestratigrafía de los depósitos fluviokársticos del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid). *Geogaceta* 15: 90-93.
- Torres, T., Cobo, R., Canoira, L., García Cortés, A., Grün, R., Hoyos, M., Julià, R., Llamas, J., Mansilla, H., Quintero, I., Soler, V., Coello, F.J., García-Alonso, P., Guerrero, P., Nestares, T., Rodríguez-Alto, N., Barettino, D. 1995a. Proyecto CE-FI2W-

- CT91-0075 "Paleoclimatological revisión of climate evolution in Western Mediterranean region" Sp. "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Area A: karst del Cerro de la Oliva (Torrelaguna, Madrid) y zonas adyacentes. 126p.
- Torres, T., Cobo, R., Canoira, L., García Cortés, A., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J., Mansilla, H., Meyer, V., Quintero, I., Soler V., Valle, M., Coello, F.J., García-Alonso, P. 1995b. Aportaciones al conocimiento de la evolución paleoclimática y paleoambiental en la Península Ibérica durante los dos últimos millones de años, a partir del estudio de travertinos y espeleotemas. *ENRESA, Publ. Tec.* 03/96:118pp.
- Torres, T., Cobo, R., García-Alonso, P., Grün, R., Hoyos, M., Juliá, R., Llamas, J., Soler, V. 1995c. Evolución del sistema fluvial Jarama-Lozoya-Guadalix durante el Plioceno terminal y Cuaternario. *Geogaceta* 17: 46-48.
- Torres, T. García-Alonso, P. Canoira, L. and Llamas, F.J. 1999a. Aspartic Acid Racemization in the Dentine of Bears (*Ursus etruscus* G. Cuvier, *Ursus deningeri* von Reichenau and *Ursus spelaeus* Rosenmüller-Heinrooth). Tooth Dentine Amino Acid Versus Mollusca Amino Acids. In *Advances in Biochirality* (G. Palyi, C. Zucchi and L. Caglioti Eds) : 209-229. Springer Verlag S.A.
- Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., García-Alonso, P. 1999b. Aspartic acid based aminosstratigraphy of Spanish *Ursus deningeri* Von Reich. and *Ursus spelaeus* Ros.-Hein. Localities. *5 Internationale Hölenbären-Symposium. Österreich.*
- Torres, T. García-Alonso, P. Canoira, L. Llamas, J.F. 2000a. Aspartic Acid Racemization and Protein Preservation in the Dentine of European Bear Teeth in Perspectives in *Amino Acids and Protein Geochemistry* (Eds. G.A: Goodfriend, M.J. Collins, M.L. Fogel, S.A. Macko and J.F. Wehmiller) Oxford University Press N.Y.: 263-278.
- Torres, T., Llamas, J.F., Canoira, L., Ortiz, J.E., García de la Morena, M.A. y Juliá, R. 2000b. Aspartic Acid Based Aminostratigraphy of Spanish *Ursus deningeri* von REICH. and *Ursus spelaeus* ROS.-HEIN. Localities. *Beiträge zur Paläontologie*, 25: 177-182.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Canoira, L., Llamas, F.J., Lucini, M., García-Martínez, M.J. y Juliá, R. 2001a. Perspectives in protein and amino acid geochemistry. En Lago, M., Arranz, E., Calé, C. (eds.): *III Congreso Ibérico de Geoquímica, VIII Congreso de Geoquímica de España*. 155-174. Itto. Tec. Aragón.
- Torres, T., Ortiz, J.E., García-Martínez, M.J., Llamas, F.J., Canoira, L y García de la Morena, M.A. 2001b. Geochemical Evolution of Pleistocene Bears Dentine Amino Acids. *Chirality*, 13 (8): 517-521.
- Torres, T., Ortiz, J.E., Llamas, J.F., Canoira, L., Juliá, R. y García de la Morena, M.A. 2002. Cave Bear Dentine Aspartic Acid Racemization Analysis, Proxy for Pleistocene Cave Infills Dating. *Archaeometry*, 44(3): 417-426.
- Torres, T, Ortiz, J.E, García de la Morena M.A., Llamas F.J, Goodfriend G. (in press). Aminostratigraphy and aminochronology of a tufa system in Central Spain. *Quaternary International*.